

Tibor SASVÁRI¹, Tamás ORMOS², Blažej PANDULA³, Julián KONDELA⁴

**MOŽNOSTI POUŽITIA SEIZMICKÉJ TOMOGRAFIE NA HODNOTENIE PORUŠENOSTI
HORNINOVÉHO MASÍVU NA LOŽISKU DUBRAVSKÝ MASÍV**

**USE OF SEISMIC TOMOGRAPHY IN EVALUATION OF ROCK BODY DISTURBANCE
LEVELS AT DUBRAVSKY MASSIF DEPOSIT**

Abstract

This paper summarizes the results of experimental survey to evaluate levels of rock massifs disturbance. Seismic survey methods were used at Dubravsky Massif magnesite deposit. The survey work was carried out in cooperation with the University at Miskolc, Hungary. Results of this survey confirmed the suitability of applied survey methods and equipment. Knowledge of structural composition of the deposit, as well as the understanding of degree of rock body disturbance is essential for preparation and mining of the deposit. Detailed understanding of spatial distribution of fault zones within the deposit is of paramount importance in regard to overall economics of the deposit as well as the safety of mining operations. Results of this survey are significant not only for understanding of structural elements of the deposit, but also for future monitoring of tension changes within the deposit.

Key words: Seismic tomography, seismic waves, geological structure, Dubravsky Massif deposit, geological prospecting

Úvod

Sledovanie procesu šírenia sa energie pružného vlnenia poskytuje spoľahlivú informáciu o celkovej porušenosti horninového prostredia. Proces spracovania seizmického signálu metódou seizmickej tomografie, umožňuje zvýšiť možnosti impulzových dynamických metód pri hodnotení horninového masívu (Blaško, 1998; Leško et al., 2007).

Seizmická tomografia kombinuje namerané rýchlosti veľkého počtu seizmických vĺn, šíriacich sa po vzájomne pretínajúcich sa dráhach a odhaľuje vnútornú štruktúru prostredia, cez ktorú prešli vlny (Pandula et al., 2001). Úlohou seizmickej tomografie je zistiť rozloženie rýchlostí šírenia seizmického vlnenia v skúmanej časti horninového masívu na základe nameraných časov šírenia pružného vlnenia medzi dvojicami bodov (zdrojom a snímačom).

Rýchlosť vlnenia v smere dráhy jeho šírenia sa vypočíta z času prechodu vlny od zdroja k snímaču. Táto rýchlosť predstavuje strednú hodnotu pozdĺž celej dráhy ale nedáva informáciu o tom, kde sa šírenie vlnenia spomalilo alebo zrýchlilo. Z hľadiska relevantnosti nameraných údajov je potrebné kombinovať merania rýchlosti šírenia vĺn pre veľký počet dráh, pričom platí pravidlo, že znalosť vnútornej štruktúry horninového masívu je priamo úmerná počtu meraní. Pri riešení tomografických úloh je sledovaná oblasť rovnomerne rozdelená na systém rovnakých pravouhlých častí, pričom ich počet je určený počtom seizmických lúčov. Počet lúčov je vždy väčší, ako počet častí, na ktoré je sledovaná oblasť rozdelená. Riešená úloha musí byť matematicky preurčená, kde veľkosť preurčenia určuje kvalitu riešenia, pričom z matematického hľadiska je vhodné mať čo najväčšiu preurčenosť. Praktické merania majú opačnú požiadavku, ktorá sleduje podmienku najmenšieho počtu meraní pri najväčšom počte miest, v ktorých sú určované rýchlosti (Pandula et al.,

¹ prof. Ing., PhD. Ústav geovied, F BERG Technická univerzita Košice, Park Komenského 19, Košice, Tibor.Sasvari@tuke.sk

² doc. Dr., CSc., Katedra geofyziky, Technická univerzita Miskolc, ormos@gf02.geof.uni-miskolc.hu

³ doc. RNDr., PhD. Ústav geovied, F BERG Technická univerzita Košice, Park Komenského 19, Košice, Blazej.Pandula@tuke.sk

⁴ Mgr., PhD. Ústav geovied, F BERG Technická univerzita Košice, Park Komenského 15, Košice, Julian.Kondela@tuke.sk

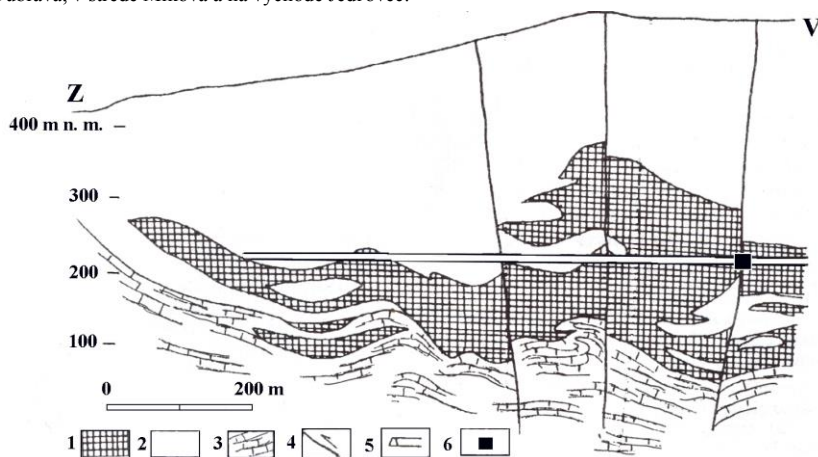
2001). Najvhodnejšia preurčenosť pri praktických meraniach je 1,5 - 2 (Krištiakova & Kupkova, 1993).

Výsledkom tomografickej interpretácie prežarovania pomocou priamych vln v praxi je rozloženie rýchlostí v jednotlivých bunkách meranej oblasti. Získané dáta sú graficky spracované v mapách skúmanej časti horninového masívu. Rýchlosť šírenia vln je v bunkách nižšia, resp. vyššia ako v ostatných častiach horninového masívu (Pandula et al., 2001). Tieto anomálie sa určujú na základe informácií získaných z pretínajúcich sa dráh seizmických vln. Ak sa rýchlosť vlny pozdĺž niektorej z dráhy odlišuje od očakávanej hodnoty (nameranej na neporušenej časti horninového masívu), potom možno usúdiť, že anomálna oblasť, ktorá spôsobila toto odklonenie, leží na tejto dráhe (Ostertag, 2002).

Geologická stavba ložiska

Ložiská magnezitu v Západných Karpatoch sú vyvinuté v súvrstviach karbónu, v tzv. magnezitovom karbóne, a iba malá časť výskytov sa nachádza v staršom paleozoiku (Grecula et al., 1995). Ložisko Dúbravský masív vystupuje v spodnom súvrství hornín vrchno-karbónskej sekvencie od Brádnej po Ochtnú, v ochtinskom súvrství dobšinskej skupiny gemerika.

Smerná dĺžka karbonátového telesa Dúbravský masív je 4300 m a je pretiahnuté v smere V-Z, so sklonom 55-60° k JJV, s mocnosťou 25-600 m, šírkou 730 m (Abonyi & Abonyiová, 1981). Magnezit vytvára nepravidelné telesá v dolomite (obr.1). Podložie produktívneho magnezit-dolomitového súvrstvia tvoria metabazalty, ich tufy a tufity, grafitické bridlice a lavicovitý dolomit. V nadloží sú zastúpené grafitické bridlice s piesčitou prímесou, v ktorých sú miestami kremité konglomeráty. Ložiskové teleso je členené do troch samostatných blokov. Na západe je blok Dúbrava, v strede Miková a na východe Jedľovec.



Obr.1 Pozdĺžny profil ložiskom magnezitu Dúbravský masív (Čapo in Grecula et al., 1995).

1-magnezit, 2-masivný dolomit, 3-lavicovitý dolomit, 4-tektonické línie, 5-banské dielo, 6-približné miesto merania.

Najväčšia hrúbka magnezitu je vyvinutá v časti Miková v podložných karbonátoch, pričom smerom k povrchu dochádza k postupnému vyklíňovaniu magnezitu. Magnezit tvorí niekoľko polôh hrubých 100-180 m, v južnej časti menej ako 50 m. Po sklone je ložisko známe v dĺžke 1300 m. Časti magnezitového ložiska sú tektonicky výrazne porušené v smeroch V-Z, S-J, SV-JZ a SZ-JV. Hydrogeologické pomery majú puklinovo-krasový charakter. Magnezit je hrubo-jemnokryštálický,

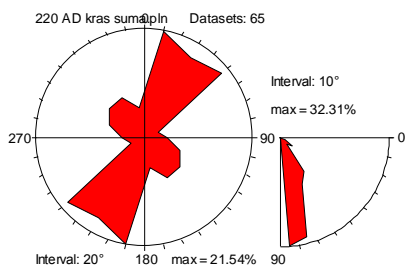
šedej farby. Obsahuje 41,23% MgO, 4,33% CaO, 0,57% SiO₂ a 3,61% Fe₂O₃ (Čapo, 1994). Na ložisku sa považujú za škodliviny vložky dolomitu v hrúbke nad 4 m.

Tektonická porušenosť ložíška

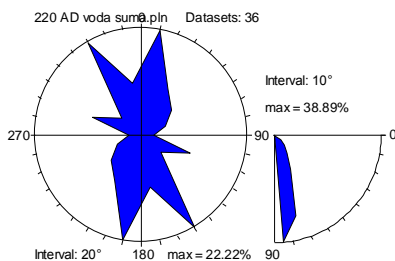
Štruktúro-tektonický vývoj jeľavského ložíška je charakterizovaný deformačnými štádiami AD₁₋₃ (Sasvári a Kondela, 2007). Deformačné štádium AD₁ je kompresného charakteru, vzniknutého S-J skrátením fundamentu Západných Karpát v paleoalpínskom období. Vytvorili sa strižné štruktúry v podmienkach čistého strihu, v sprievode vzniku strižných zón smeru SZ-JV a SV-JZ. V deformačnom štádiu AD₂ subhorizontálne posuny po strižných zónach AD₁ generovali sekundárne štruktúry S-J až SSV-JJZ a V-Z smerov v podmienkach jednoduchého strihu v subštádiách AD₂¹, AD₂², AD₂³ a AD₂⁴. Charakterizované sú rôznym poľom paleonapätia, čo zapríčinilo reaktivizovanie starších primárnych a sekundárnych štruktúr. Mladšie deformačné štádium AD₃ so subštádiami AD₃^{1 R1}, AD₃^{1 R2} a AD₃² nadobudlo regionálne ale aj lokálne extenzný, poklesový charakter. Vznikli blokové, rotačné pohyby, ktoré umožnili poklesávanie blokov a otváranie porúch v extenznom režime. Sprievodným znakom sú tektonické brekie v poklesových dislokáciách, v ktorých dochádza najmä k intenzívnej infiltrácii povrchovej dažďovej vody.

Blokové posuny a poklesy sú viazané na štruktúry niekoľkých typov deformačných fáz. Na viacerých odkryvoch sú stopy výrazného ryhovania alebo odtrhov, pričom sú štruktúry príslušných subfáz prerušené štruktúrami mladších subfáz. Znamená to, že posuny fungovali v rámci medziblokových posunov deformačných fáz. Reaktivizácia štruktúr v dôsledku zmeny poľa napätia sa odohrávala pri vyrovnávaní napäťových síl. Poklesy sú vždy relatívne mladšie ako posuny (Sasvári & Kondela, 2007).

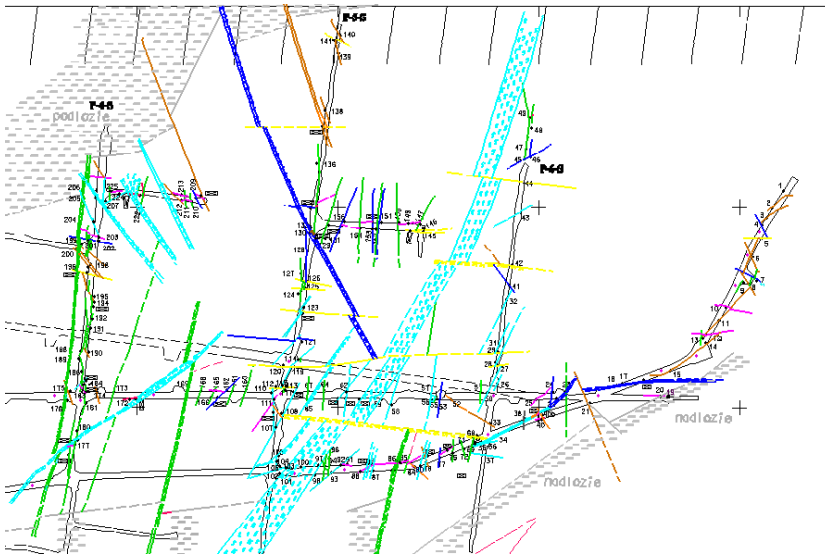
Skrasovatené štruktúry sú viazané na každú deformačnú subfázu. Majú rôzny charakter a hrúbku. Dokumentujú občasnú, štádiálnu priepustnosť štruktúr vodou. Vytvorili sa menšie ale aj viacetrové kavernózne štruktúry. Prevažná väčšina skrasovatených štruktúr je dnes suchá. Štruktúry sú preto uzavreté. Vývoj krasových štruktúr je polyštádiálny, viacaktový. Najpočetnejšie a najintenzívnejšie štruktúry zóny skrasovatenia sa viažu na štruktúry deformačných subštádií AD₂⁴, AD₃^{1 R1} a AD₃^{1 R2}. Obsadzujú teda smery S-V, SV-JZ a SZ-JV. Štruktúrna analýza porušenosti ukazuje, že najviac sú vyvinuté niekoľkoketrové a väčšie zóny skrasovatenia v smere SV-JZ (Obr. 2). Z pohľadu porušenosti stability masívu sú najzraniteľnejšie!



Obr.2 Ružicový tektonogram skrasovatených štruktúr deformačného štádia.



Obr.3 Ružicový tektonogram zvodnenia deformačného štádia AD₃.



Obr.4 Mapa skrasovatených štruktúr (tyrkysová farba) a zvodnených štruktúr (tmavomodrá farba), vo východnej časti obzoru 220 m n. m. (Sasvári & Kondela, 2006).

Zvodnenie tektonických štruktúr je viazané na štruktúry jednotlivých deformačných štádií (obr.3) a prejavuje sa zamokrením, kvapkaním alebo tečením vody z tektonických štruktúr. Niektoré otvorené štruktúry majú výdatnosť aj 4 l.s^{-1} (Sasvári & Kondela, 2006).

Z analýzy krasových a zvodnených štruktúr vyplýva, že z pohľadu fosilného krasu, hrúbky porušenosti zón a recentných zvodnených štruktúr sú v poradí dôležitosti a stability horninového masívu nasledovné smery oslabenia (obr.4) (Sasvári & Kondela, 2007):

1. SSV-JJZ : viacmetrové zóny porušenia, skrasovatenie,
2. S - J : koincencia skrasovatených a zvodnených štruktúr,
3. SZ-JV : menší výskyt skrasovatených štruktúr, koincencia zvodnených štruktúr.

Experimentálna časť

Na experimentálne meranie bola použitá 6 – kanálová digitálna seizmická aparatúra BISON 1580 (obr. 5) a na zachytenie seizmického vlnenia horizontálne geofóny PPG s frekvenčným rozsahom 20 až 1500 Hz (obr.6). Na vybudenie seizmického signálu bol použitý úder kladivom na vybranú časť horninového masívu. Cieľom experimentu bolo overiť vhodnosť použitia metodiky a seizmickej aparatúry na identifikáciu porušenosti horninového prostredia magnezitov tektonickými štruktúrami na úrovni horizontu 220 m n. m. v dúbravskej časti ložiska (obr.7).

Experimentálne merania seizmickej tomografie boli uskutočnené na horizonte 220 m n. m. (obr. 7). Na meranie bola použitá 6 – kanálová digitálna seizmická aparatúra BISON 1580 (obr. 5) a na zachytenie seizmického vlnenia horizontálne geofóny PPG s frekvenčným rozsahom 20 až 1500 Hz (obr. 6). Na vybudenie seizmického signálu bol použitý úder kladivom na vybranú časť horninového masívu. Cieľom experimentu bolo overiť vhodnosť použitia metodiky a seizmickej aparatúry na identifikáciu porušenosti horninového prostredia magnezitov na úrovni horizontu 220 m n. m. v dúbravskej časti ložiska tektonickými štruktúrami.



Obr.5 Meracia aparatúra BISON 1580.



Obr.6 Seizmické snímače (geofóny) typu PPG.



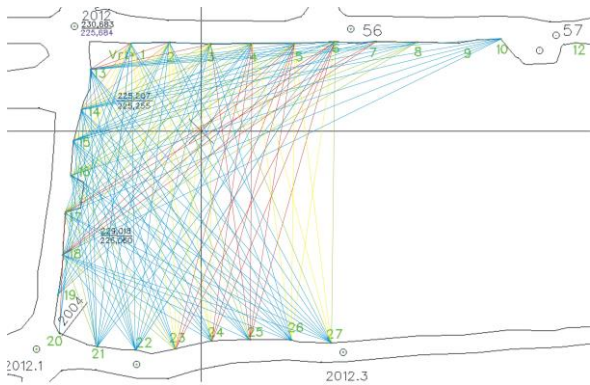
Obr.7 Štruktúrno-geologická banská mapa východnej časti horizontu 220 m n.m. s vyznačeným úsekom merania a pozíciou mikovskej poruchy.

Metodika merania vychádzala z princípov tomografických metód. Body merania boli vybrané tak, aby bola vhodným spôsobom premeraná časť horninového prostredia, kde bolo predtým pri štruktúrnom mapovaní identifikované zlomové pásmo (obr. 8).

Namerané hodnoty boli spracované do tabuliek (tab. 1, tab. 2). V tabuľke č. 1 sú uvedené príklady hodnôt, ktoré charakterizujú pevnú „kvazi homogénnu“ časť skúmaného horninového prostredia (prípadne ide o masív porušený drobnými poruchami bez výplne). V prvom odstavci tabuľky sú uvedené časy prechodu vlnenia od zdroja ku geofónu. V druhom odstavci sú uvedené vypočítané rýchlosti šírenia seizmických vln v danom smere.

V treťom odstavci je označenie bodu, z ktorého bolo vybudené vlnenie úderom kladiva. Nasledujúce dva odstavce uvádzajú súradnice zdroja. Tretia súradnica je rovnaká pri všetkých

bodoch, pretože meranie sa uskutočnilo na jednom horizonte. V šiestom odstavci je označený bod, v ktorom bol umiestnený geofón, ktorý zachytával seizmické vlnenie v danom smere.



Obr.8 Situačná schéma rozmiestnenia meracích bodov na výreze z banskej mapy vysvetľujúca princíp merania.

Ďalšie dva odstavce sú súradnice geofónov. V deviatom odstavci je uvedená vzdialenosť od zdroja ku geofónu. Priemerné hodnoty rýchlosti šírenia seizmických vln pre kvázi neporušený horninový masív vychádzali v priemere približne $7\,500\text{ m.s}^{-1}$ (od $6\,200$ do $8\,100\text{ m.s}^{-1}$). Záznam vlnenia, je uvedený na (obr. 9a).

Tab.1 Namerané hodnoty v kvázi homogénnej časti horninového masívu.

Travel time (ms)	P-velocity (m/s)	Sourcepoint	Source X (m)	Source Y (m)	Receiver point	Receiver X (m)	Receiver Y (m)	Distance source-receiver (m)
7,08	8013	"15"	337455,195	1242813,955	"5"	337403,208	1242791,237	56,734
7,08	6735	"15"	337455,195	1242813,955	"4"	337413,279	1242791,225	47,682
5,88	6698	"15"	337455,195	1242813,955	"3"	337423,003	1242791,268	39,383
4,36	7399	"15"	337455,195	1242813,955	"2"	337432,659	1242790,875	32,258
3,68	7196	"15"	337455,195	1242813,955	"1"	337441,717	1242791,161	26,481
10,04	6927	"16"	337455,775	1242822,249	"6"	337393,796	1242790,704	69,545
9	6781	"16"	337455,775	1242822,249	"5"	337403,208	1242791,237	61,033
7,6	6923	"16"	337455,775	1242822,249	"4"	337413,279	1242791,225	52,616
6,84	6593	"16"	337455,775	1242822,249	"3"	337423,003	1242791,268	45,098
5,8	6719	"16"	337455,775	1242822,249	"2"	337432,659	1242790,875	38,970
5,2	6561	"16"	337455,775	1242822,249	"1"	337441,717	1242791,161	34,119
11	6822	"17"	337457,055	1242831,075	"6"	337393,796	1242790,704	75,043
9,88	6780	"17"	337457,055	1242831,075	"5"	337403,208	1242791,237	66,982
8,6	6883	"17"	337457,055	1242831,075	"4"	337413,279	1242791,225	59,198
8,08	6483	"17"	337457,055	1242831,075	"3"	337423,003	1242791,268	52,385
7,36	6389	"17"	337457,055	1242831,075	"2"	337432,659	1242790,875	47,023

6,88	6215	"17"	337457,055	1242831,075	"1"	337441,717	1242791,161	42,760
11,56	7012	"18"	337457,599	1242840,693	"6"	337393,796	1242790,704	81,054
10,56	6962	"18"	337457,599	1242840,693	"5"	337403,208	1242791,237	73,514
9,68	6861	"18"	337457,599	1242840,693	"4"	337413,279	1242791,225	66,418
8,96	6733	"18"	337457,599	1242840,693	"3"	337423,003	1242791,268	60,330
8,56	6508	"18"	337457,599	1242840,693	"2"	337432,659	1242790,875	55,712
7,92	6568	"18"	337457,599	1242840,693	"1"	337441,717	1242791,161	52,016
11,92	7390	"19"	337458,819	1242850,129	"6"	337393,796	1242790,704	88,087
11,84	6841	"19"	337458,819	1242850,129	"5"	337403,208	1242791,237	80,999
11,04	6744	"19"	337458,819	1242850,129	"4"	337413,279	1242791,225	74,455

V tabuľke č 2. sú uvedené príklady hodnôt, ktoré charakterizujú porušenú časť skúmaného horninového masívu. Priemerné hodnoty rýchlosti šírenia seizmických vln vychádzali približne $3\,500\text{ m.s}^{-1}$ (do $5\,600\text{ m.s}^{-1}$). V prípadoch, kde nie sú uvedené hodnoty rýchlostí, seizmické vlnenie neprešlo od zdroja ku geofónu. To znamená, že došlo k úplnému útlmu seizmických vln v danom smere. Záznam utlmeného vlnenia, je uvedený na (obr. 9b).

Tab.2 Namerané hodnoty v porušenej časti horninového masívu.

Travel time (ms)	P-velocity (m/s)	Source point	Source X (m)	Source Y (m)	Receiver point	Receiver X (m)	Receiver Y (m)	Distance source-receiver (m)
9,8	4618	"20"	337458,46	1242859,089	"15"	337455,195	1242813,955	45,252
13,69	3854	"20"	337458,46	1242859,089	"14"	337453,207	1242806,593	52,758
-1		"20"	337458,46	1242859,089	"13"	337451,169	1242797,25	62,267
4,72	4860	"21"	337449,624	1242862,201	"18"	337457,599	1242840,693	22,939
5,64	5674	"21"	337449,624	1242862,201	"17"	337457,055	1242831,075	32,001
7,12	5677	"21"	337449,624	1242862,201	"16"	337455,775	1242822,249	40,423
11,12	4367	"21"	337449,624	1242862,201	"15"	337455,195	1242813,955	48,567
-1		"21"	337449,624	1242862,201	"14"	337453,207	1242806,593	55,723
-1		"21"	337449,624	1242862,201	"13"	337451,169	1242797,25	64,969
8,44	3311	"22"	337440,627	1242862,892	"18"	337457,599	1242840,693	27,944
9,56	3746	"22"	337440,627	1242862,892	"17"	337457,055	1242831,075	35,808
-1		"22"	337440,627	1242862,892	"16"	337455,775	1242822,249	43,374
-1		"22"	337440,627	1242862,892	"15"	337455,195	1242813,955	51,059
-1		"22"	337440,627	1242862,892	"14"	337453,207	1242806,593	57,687
-1		"22"	337440,627	1242862,892	"13"	337451,169	1242797,25	66,483
7,12	4833	"23"	337431,154	1242862,71	"18"	337457,599	1242840,693	34,411
7,84	5215	"23"	337431,154	1242862,71	"17"	337457,055	1242831,075	40,886
8,76	5407	"23"	337431,154	1242862,71	"16"	337455,775	1242822,249	47,363
12,68	4287	"23"	337431,154	1242862,71	"15"	337455,195	1242813,955	54,360
15,16	3977	"23"	337431,154	1242862,71	"14"	337453,207	1242806,593	60,295
-1		"23"	337431,154	1242862,71	"13"	337451,169	1242797,25	68,452
-1		"24"	337422,851	1242860,843	"18"	337457,599	1242840,693	40,168
7,64	5935	"24"	337422,851	1242860,843	"17"	337457,055	1242831,075	45,344

12,56	4039	"24"	337422,851	1242860,843	"16"	337455,775	1242822,249	50,730
14,98	3803	"24"	337422,851	1242860,843	"15"	337455,195	1242813,955	56,962
15,28	4068	"24"	337422,851	1242860,843	"14"	337453,207	1242806,593	62,165
-1		"24"	337422,851	1242860,843	"13"	337451,169	1242797,25	69,613



Obr.9a Záznam seizmického vlnenia, ktoré prešlo cez kvázi homogénnu časť horninového prostredia.



Obr.9b Záznam utlmeného seizmického vlnenia po prechode cez porušenú časť horninového prostredia. Na 4 a 6 geofóne došlo k úplnému utlmeniu seizmického vlnenia.

Diskusia k výsledkom merania

Experimentálne meranie preukázalo vhodnosť použitia zvolenej metodiky na identifikáciu zlomov s výplňou v horninovom prostredí magnezitov, ktorých hrúbka je minimálne 2 m. Z nameraných hodnôt nebolo možné zostrojiť presnú tomografickú mapu, vzhľadom na riedku sieť merania. Pri opakovaných meraniach je potrebné použiť viackanálovú (8 až 12 kanálovú) aparatúru. Frekvenčný rozsah a citlivosť geofónov boli vyhovujúce, pretože zaznamenané vlnové obrazy boli dostatočne interpretovateľné.

Uskutočnené merania sú využiteľné na kontrolu napätového stavu skúmanej časti ložiska. Zo zmenou napätového stavu, v dôsledku ťažobnej činnosti, dôjde aj k zmenám rýchlosti šírenia seizmického vlnenia. Pri zvýšení napätia sa zvýšia aj rýchlosti seizmických vln v danom mieste masívu. Pri odľahčení je možné zaznamenať zníženie rýchlosti seizmických vln. Tieto zmeny je možné zistiť opakovaným meraním. Takto môže mať uvedená metóda širšie uplatnenie pre potreby zabezpečenia bezpečnej ťažby.

Záver

Seizmická tomografia sa v súčasnosti bežne využíva na identifikáciu porušených zón pri vrtnom prieskume alebo pri prieskume na povrchu. V podmienkach podzemnej ťažby na Slovensku jej možnosti zatiaľ neboli experimentálne overené. Hustota prieskumných diel pri prieskume na úrovni 220 m n. m. neumožňuje vždy jednoznačné riešenie prepojenia väčších štruktúr. To spôsobuje, že dochádza pri otváre a ťažbe na ložisku k problémom pri stabilite pilierov, ktoré sú často porušené tektonikou a nie sú schopné potom plniť svoju funkciu. Táto metodika umožňuje prepojiť jednoznačne poruchy väčšieho rozsahu. Takto možno pri otváre a ťažbe situovať piliere tak, aby ich tektonické poruchy nezasahovali.

Literatúra

- [1] Abonyi, A. & Abonyiová, M. (1981): Magnezitové ložiská Slovenska. Monografia, Mineralia Slovaca, Bratislava, 125 s.
- [2] Blaško, F. (1998): Netradičný prístup k určovaniu a vyhodnocovaniu porušenosti vzletových a prístávacích dráh seizmickými a seizmoakustickými metódami. Nové trendy v rozvoji

letectva. Zborník referátov z III. Medzinárodnej konferencie VLA, Košice, s. 50-55.

- [3] Čapo, P. (1994): Dúbravský masív, 220 obzor. Manuskript GP, Geofond Bratislava.
- [4] Grecula, P. et al. (1995): Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1., Monografia, Mineralia Slovaca, Bratislava, 829 s.
- [5] Ivančo, J. (1991): Algoritmus postupu určovania skrytej porušenosti horninového prostredia tomografickými metódami. Manuskript, Katedra matematiky UPJŠ Košice, 7 s.
- [6] Krištiakova, Z. & Kupkova, M (1993): An assesment of seismic tomography as a means of determination of deformation effect on rock. Annales Geophysical, Part I, Solid Earth Geophysics and Natural Hazards, Vol. 11, Springer Inter..
- [7] Leššo, I., Flegner, P, Pandula, B. & Horovčák, P. (2007): New Principles of precess control in geotechnics by acoustic methods. Metalurgija 46 (2007) 3, pp.165 – 168.
- [8] Ostertag, O. (2002): Automatizácia investigácie izotropných a ortotropných materiálov prostredníctvom fotoelasticimetrie. Doktorandská dizertačná práca (nepublikovaná), Košice, 110 s.
- [9] Pandula B., Mockovčiaková A., Cehlár M. & Jelšovská K. (2001): Hodnotenie porušenosti horninového masívu pomocou impulzových dynamických metód z pohľadu ekonomickej efektívnosti ťhacích prác. Acta Avionica ročník III/2001 č. 4, VLA, Košice, s. 116 – 121, ISSN 1335-9479.
- [10] Sasvári, T. & Kondela, J. (2006): Štruktúrna analýza východnej časti obzoru 220 m n.m. – Dúbravský masív. Záverečná správa (nepublikované), Jelšava SMZ, 92 s.
- [11] Sasvári, T. & Kondela, J. (2007): Demonstration of alpin structural phenomena at the structure of magnesite deposit Jalšava-Dúbrava massif. Metalurgija 46 (2007) 2, 117-122.